

# 强烈雹暴三体散射的多普勒天气雷达分析\*

朱敏华<sup>1)</sup> 俞小鼎<sup>2)</sup> 夏峰<sup>3)</sup> 周红根<sup>3)</sup> 王锰<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup>(江苏省连云港市气象局,连云港 222006)

<sup>2)</sup>(中国气象局培训中心,北京 100081) <sup>3)</sup>(江苏省气象局,南京 210008)

## 摘要

该文从干冰球和水球的散射特征出发,分析了强烈雹暴三体散射的多普勒天气雷达基本反射率因子的形成机制,讨论了影响三体散射观测的主要因素;利用连云港 CINRAD/SA 天气雷达资料,对 2004 年 6 月 26 日发生在连云港市境内的一次大冰雹过程的三体散射特征进行了详细分析,并对三体散射在业务上的应用进行了探讨。结果表明:产生三体散射的反射率因子区强度超过 60 dBz,三体散射的反射率因子值小于 18 dBz,长度通常小于 14 km;径向速度整体上为朝向雷达的低值,谱宽很大,可达 13 m/s 以上;首次观测到三体散射后,可立即预报有大冰雹将降落到下游地区,提前量在 20 min 以上,这些结果为利用三体散射预报冰雹提供了新的线索。

关键词:三体散射;多普勒天气雷达;基本反射率因子;大冰雹

## 引言

天气雷达是冰雹监测和预警的重要工具。和传统雷达相比,新一代天气雷达的发射功率和接收机灵敏度有了很大提高,因而能探测到传统雷达不能探测到的一些天气现象,如强烈雹暴的三体散射等。1987 年,Zrnic<sup>[1]</sup>发现了三体散射现象,称其为“三体散射特征(three-body scatter signature)”,1988 年 Wilson 等<sup>[2]</sup>称其为“火焰回波(flare echo)”,1998 年 Lemon<sup>[3]</sup>称其为“三体散射长钉(three-body scatter spike:TBSS)”。对于 TBSS 在冰雹探测和预报中的应用,文献[1-3]已作了较详细的综述。他们的分析和研究表明,能够产生 TBSS 的强回波区的强度通常超过 63 dBz, TBSS 距离反射率因子核的最近距离与该反射率因子核的高度相当, TBSS 长度通常小于 15 km,其径向速度具有零或朝向雷达的低速度值,谱宽很大,三体散射的出现是大冰雹(直径超过 2 cm)即将降落的充分条件。在业务应用方面, Lemon<sup>[3]</sup>指出,当 TBSS 出现后的 10~30 min 内,直径超过 2.5 cm 的冰雹将降落地面。

我国对于三体散射也进行了一些研究,但开始仅局限于使用 WSR-88D 的资料<sup>[4-5]</sup>。随着越来越多新一代天气雷达在我国投入业务使用,不少台站

陆续观测到了一些例子。如廖玉芳等<sup>[6]</sup>研究了 2002 年 5 月 14 日发生在湖南常德地区的一次超级单体风暴;冯晋勤等<sup>[7]</sup>分析了 2002 年 12 月 19 日发生在闽南和粤东地区的一次冬季冰雹过程;王令等<sup>[8]</sup>也观测到了三体散射的个例,他们的研究工作为三体散射在冰雹临近预报中的应用提供了有价值的思路。然而,纵观前人的研究成果可以发现,对三体散射的研究大多在时次上较为单一。事实上,冰雹云从生成、发展、成熟到减弱有一个过程,其间强度会有所变化,这必然会对三体散射的观测产生一定的影响。

2004 年 6 月 26 日下午,江苏东北部出现了一系列强对流风暴,其中一个产生了大冰雹。雷达观测表明,风暴内没有出现中气旋等超级单体的典型特征,但在基本反射率因子、平均径向速度和谱宽上,三体散射维持了 1 h 以上。本文从该个例出发,对冰雹云整个生命史内的三体散射特征进行了详细分析,以期为用户在实际观测中正确识别、判断和分析三体散射现象提供参考。

## 1 干冰球和水球的散射特征

雷达散射理论指出<sup>[9]</sup>,粒子越大,后向散射能力越强,因此雷达探测到大冰雹时回波特别强。假设

\* 2005-03-24 收到,2005-12-19 收到再改稿。

散射粒子向四周作各向同性散射,后向散射截面  $\sigma$  的大小直接体现了粒子的后向散射能力。为了方便,假设粒子为球形,图1分别给出了干冰球和水球的后向散射截面。

对于10 cm波长雷达,无论是干冰球还是水球,从直径为10~40 mm,后向散射截面持续增大,

40 mm的干冰球是10 mm干冰球后向散射截面的400倍左右,40 mm的水球是10 mm水球的400倍左右;在直径为50 mm左右,干冰球和水球都有一个后向散射截面极小值,分别为10 mm时的80和100倍,再往上则持续增大。可见,对于干冰球和水球,直径越大,后向散射能力越强。

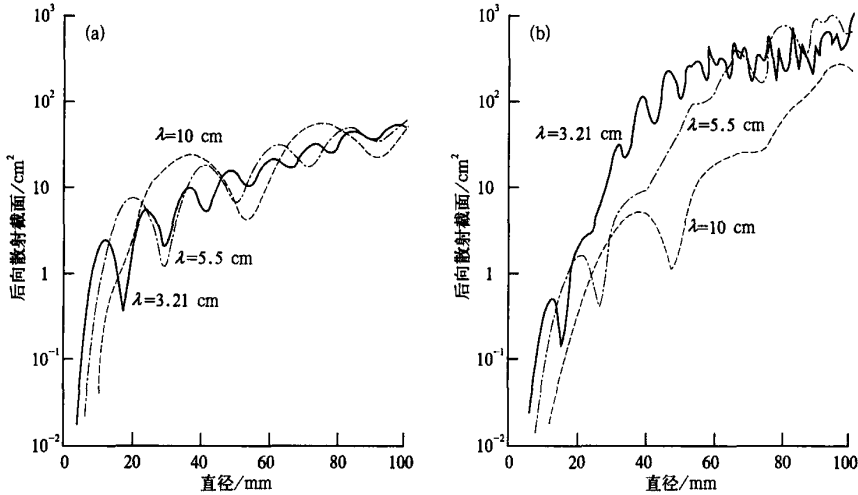


图1 球形干冰球(a) 水球(b)的后向散射截面  $\sigma$  和直径  $D$  的关系

比较同样直径的干冰球和水球,在直径10~50 mm范围内,同样直径干冰球的后向散射截面大于水球,再往上则相反,但相差不大。40 mm直径的干冰球的后向散射截面是同样直径水球的5倍左右。当  $D=20$  mm时,干冰球的后向散射截面甚至比同样直径的水球大50倍,再往下相差更大。由于对流云中水滴直径一般不超过40 mm,因此大冰雹的后向散射能力远大于雨滴和小冰雹。

大冰雹散射属于米散射范围(对于10 cm波长雷达),雨滴则属于瑞利散射范围,米散射的侧向散射能力与后向散射能力之比通常大于瑞利散射时的相应值。这是球形假定下的观测结果,如果冰雹形状不规则,则很难计算,只能参照球形粒子结果推断。

## 2 三体散射的形成机制

图2是造成三体散射的雷达信号路径图。A代表超过60 dBz强反射率因子区的径向外侧,R为A的雷达探测距离,B是A在地面上的投影,E为风暴单体降水回波边缘。

雷达发射的电磁波遇到冰雹A后,绝大部分入射波能量继续向前传输,一小部分被A散射回雷达

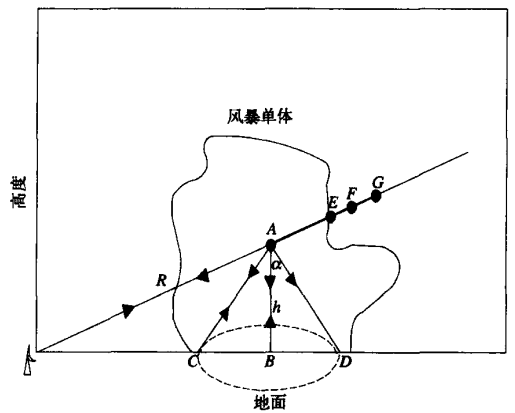


图2 三体散射形成示意图

天线形成回波。A吸收电磁波能量后向四周散射,由于冰雹的侧向散射能力较强,会在地面形成强散射区域,电磁波经过地面反射后,又有部分能量被A吸收后再次散射回雷达天线,若返回能量高于接收机灵敏度,就会形成回波。从B处返回A的能量在散射区域中较大而易形成回波,根据雷达定位原理,A造成的虚假回波将被定位在F处。若  $\angle BAC = \angle BAD = \alpha$ ,C和D造成的虚假回波将被定位在G处,这时有:

$$\begin{aligned} AF &= AB \\ AG &= AD \end{aligned} \quad (1)$$

$$AG = h/\cos \alpha$$

PPI 上显示的三体散射的长度为  $EG$ , 由图 2:

$$EG = h/\cos \alpha - AE \quad (2)$$

从式(2)可以看出, 三体散射长度取决于径向外侧超过 60 dBz 的距离库所在的高度, 强回波区径向外侧的回波长度和下垫面特性。一般情况下, 随着  $\alpha$  的增大, 地面散射能力越弱, 因此, 三体散射强度沿径向向外逐步减弱。由于经过冰雹的二次散射和一次地面反射, 三体散射回波较弱, 通常小于 20 dBz<sup>[1-8]</sup>。

当  $\alpha$  为  $0^\circ$  时,  $AG = h$ , 即三体散射距离反射率因子核的最近距离与该反射率因子核的高度相当。实际上, 三体散射最外侧强度可能下降到最小显示值 5 dBz 左右而部分显示, 或 5 dBz 以下和低于雷达探测灵敏度无法显示, 因此实际长度可能小于  $h$ , 也可能大于  $h$ 。能识别出三体散射时, 长度一般应大于  $h$ 。

### 3 影响三体散射观测的主要因素

三体散射是冰雹的特有特征, 但实际观测到的比例却较小, 这说明三体散射的出现受很多因素的制约和影响。

#### 3.1 冰雹云距离和雷达探测仰角的影响

要探测到三体散射, 雷达波束必须穿越冰雹生长区, 即  $-10 \sim -30^\circ\text{C}$  区间, 其间含有大量大冰雹和过冷却水滴, 雷达反射率因子值特别大, 最有利于产生三体散射。我国冰雹天气主要发生在春夏之交,  $-10 \sim -30^\circ\text{C}$  的高度通常在 6~9 km 之间(随地区和月份不同略有差异)。

若不考虑雷达天线海拔高度和地球曲率的影响, 雷达测高和测距公式可表示为:

$$\begin{aligned} H &= R \sin \delta \\ L &= R \cos \delta \end{aligned} \quad (3)$$

式(3)中,  $H$  是雷达波束轴线在斜距  $R$  处离地面的高度,  $\delta$  为天线仰角,  $L$  为水平距离。图 3 是雷达探测示意图, CINRAD/SA 雷达在探测强风暴时常用 VCP11 模式, 从  $0.5^\circ$  到  $19.5^\circ$  有 14 个扫描仰角, 图中仰角只取  $3.4^\circ \sim 14.0^\circ$ 。

最低的几个仰角如  $0.5^\circ$ ,  $1.5^\circ$  和  $2.4^\circ$  通常不易观测到三体散射。主要原因有 3 点: ① 由于仰角很小, 雷达波束轴线达不到 6~9 km 高度, 如  $2.4^\circ$ ,

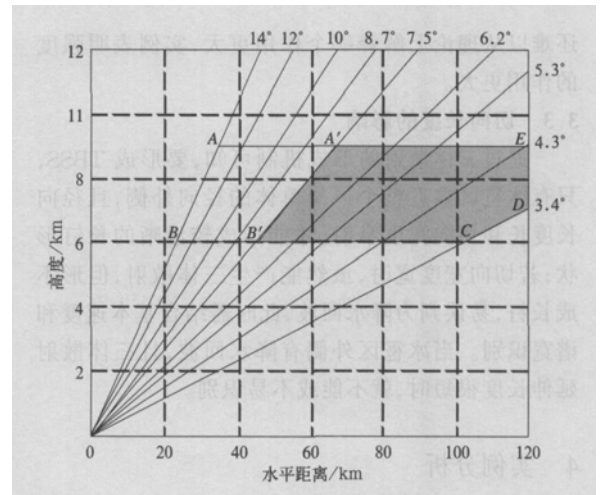


图 3 雷达探测示意图  
(灰色区域为常见探测范围)

150 km 处仅为 3.9 km; ② 当冰雹下降到零度层以下时便开始融化, 导致反射率因子值变小, 三体散射减弱, 即使出现, 对应的径向长度也小, 但若冰雹的发展高度较低, 可探测距离就越长, 可探测仰角就越小, 甚至在 150 km 以外,  $0.5^\circ$  仰角也能观测到<sup>[7]</sup>; ③ 低仰角时易受径向外侧回波干扰, 如地物回波等。

较高仰角也不易观测到三体散射。较高仰角的波束高度较高, 若超过冰雹湿增长区到达干增长区时, 反射率因子值降低, 导致三体散射减弱, 只有在近距离时才能达到 6 km 以上高度。图 3 中  $ABCDE$  为探测三体散射的一般范围, 水平距离在 120 km 之内, 仰角局限于  $3.4^\circ$  或以上。实际观测时受 PUP 申请产品数的限制, 仰角一般小于  $7.5^\circ$ , 因此  $A'B'CDE$  (图中灰色区域) 是常见探测范围。最佳探测仰角是  $4.3^\circ$ ,  $5.3^\circ$  和  $6.2^\circ$ , 雷达天线海拔高度越高, 最佳探测仰角越小。

需要指出的是, 上述数据是在不考虑雷达天线海拔高度和春夏之交的情况下得出的, 实际数据可根据探空资料得出。从理论上讲, 只要雷达波束能穿越冰雹生长区, 所有仰角上都可能观测到三体散射。

#### 3.2 冰雹云强度和下垫面的影响

观测事实表明, 冰雹云强度越强, 越容易发生三体散射现象。但三体散射伸展长度不仅和强度有关, 而且也 and 地面散射特性相关。随着冰雹云的移动, 下垫面不断变化, 导致式(1)中的  $\alpha$  不断变化。一般情况下, 强度增强时,  $\alpha$  会变大, 而  $h$  的变化相对较小。因此, 强度越强, 伸展长度越长。但三体散射长度与冰雹云强度和高度不全是正相关的, 目前

还难以从理论上解释哪个作用更大,实例表明强度的作用更大。

### 3.3 切向长度的影响

通过三体散射的形成机制可知,要形成 TBSS,只有冰雹区靠近整个风暴单体的径向外侧,且径向长度长和切向宽度窄时,才能形成较清晰的长钉形状;若切向宽度宽时,虽然能产生三体散射,但形不成长钉,易误判为降水回波,此时需结合基本速度和谱宽识别。当冰雹区外侧有降水回波,且三体散射延伸长度很短时,就不能或不易识别。

## 4 实例分析

### 4.1 概述

2004年6月26日下午,受东北冷涡影响,连云港市境内爆发了一系列强风暴,前后共发生了二次冰雹过程。第一次过程从13:54(北京时,下同)开始,影响赣榆、东海和灌云县的部分乡镇,冰雹最大直径5 mm,持续时间10 min左右;第二次过程从16:40开始,东海县双店、曲阳、种畜场和安锋等9个乡镇先后出现了冰雹(一般直径5 mm)和大风(7~10级)天气,其中曲阳乡、种畜场和安锋镇最大风力达10级以上,冰雹最大直径3 cm,平地积雹深度达7 cm。

连云港 CINRAD/SA 新一代天气雷达采用 VCP11 模式对这次天气过程进行了连续跟踪观测,获取了完整的监测资料,并作出了准确预报,充分体现了新一代天气雷达对强对流天气的探测和预报能力。

### 4.2 热力稳定度分析

连云港位于徐州、青岛和射阳3个探空站之间。从2004年6月26日08:00的  $T-\ln P$ (图略)上可以看出,当天08:00 3站均有明显的不稳定能量,其中徐州  $S_i$  为  $-4.9\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $K$  指数为  $33\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\Delta\theta_{se(500-850)}$  为  $-15.8\text{ }^\circ\text{C}$ , 不稳定能量面积很大;位于连云港南部一百多公里的射阳  $S_i$  为  $2.8\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $K$  指数为  $29\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\Delta\theta_{se(500-850)}$  为  $-6.4\text{ }^\circ\text{C}$ 。连云港和徐州基本处于同一纬度上,可见6月26日下午连云港具有发生强对流的较强潜势,0,  $-10$ ,  $-20\text{ }^\circ\text{C}$ 和  $-30\text{ }^\circ\text{C}$ 的高度分别为4.5, 6.2, 7.5和9.0 km。

### 4.3 三体散射特征

#### 4.3.1 第一次冰雹过程

利用 CINRAD/SA 的 PUP 回放程序,对第一次

冰雹发生期间的立体资料进行了回放,申请了所有14个仰角的产品,结果发现,除  $0.5^\circ$ 和  $1.5^\circ$ 外,其他仰角都出现了不同程度的三体散射现象。回波强中心距雷达站的距离在22~34 km之间,出现高度在1.8~7.2 km之间。由于冰雹区外侧降水回波的影响,三体散射延伸长度较短,从反射率因子上不易识别,但在谱宽上对应有明显的大值区(图略)。本文主要分析第二次冰雹过程。

#### 4.3.2 第二次冰雹过程

##### 4.3.2.1 反射率因子特征

彩图4~7中所有雷达反射率因子产品(产品号:19,最大探测距离230 km)被放大了8倍,径向速度产品(产品号:26,最大探测距离115 km)和谱宽产品(产品号:29,最大探测距离115 km)被放大了4倍,双箭头是利用 CINRAD/SA 的 PUP 光标连接功能形成的,同一时刻 PPI 局部图上的双箭头指向相同位置。从图中可以看出,三体散射都是由沿径向超过60 dBz的反射率因子产生的,产生明显三体散射的强核强度都超过了65 dBz,三体散射长钉回波的反射率因子值不超过18 dBz(使用 WSR-98D Build 10 软件),长度通常小于14 km。

15:26,相对于雷达站位置为  $290^\circ$ , 81 km 处开始有多单体生成(图略),此后回波发展加强并向  $160^\circ$ 方向移动。16:46,强度迅速增强到60 dBz,双店乡开始出现直径5 mm左右的冰雹(彩图4)。

彩图4为16:52第一次出现三体散射时的观测资料,其中图4a~图4c分别为  $4.3^\circ$ ,  $5.3^\circ$ 和  $6.2^\circ$ 仰角反射率因子图。可以看出北侧风暴核造成的 TBSS 非常明显,沿着  $267^\circ$ 径向,有大约8.6 km长的反射率因子值在60 dBz以上的强回波带,65 dBz的径向长度为6.7 km,沿径向向外的长钉状回波分别距离最外的60 dBz距离库10.0, 11.0, 12.0 km,在南侧风暴核上(彩图4c),延伸长度为8.0 km,最外的60 dBz距离库更靠近降水边缘,显示的三体散射回波较长,但由于宽度较宽,长钉形状反而不太明显。对于此时云中冰雹的尺寸,有两种可能性:第一种是云中的确存在大冰雹,只不过上升气流太强,造成冰雹暂时没有降落,第二种可能是云中冰雹还不大,仍在进一步增长之中,从实况推测,第二种可能性更大。

彩图5是17:06的观测资料,图5a~图5c双箭头所在的高度分别为5.7 km, 6.8 km和7.8 km。在  $3.4^\circ$ (图略),  $4.3^\circ$ 和  $5.3^\circ$ 仰角反射率因子产品上

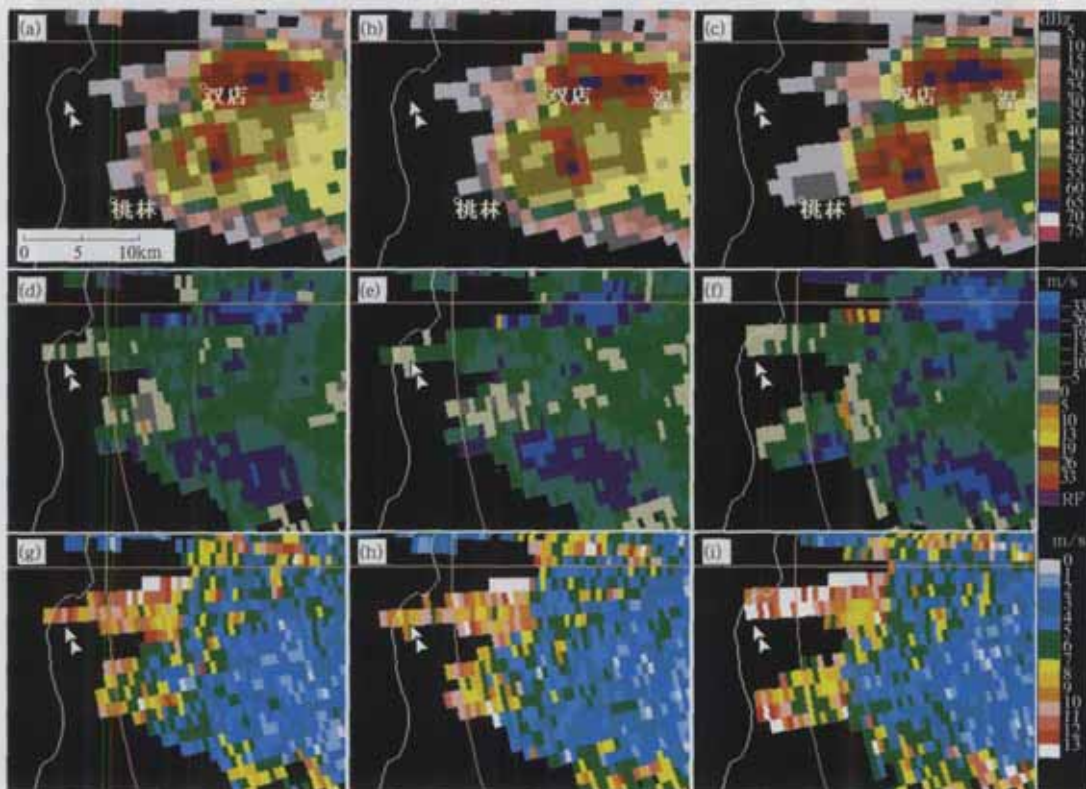


图4 2004年6月26日16:52连云港雷达的反射率因子(a~c)、径向速度(d~f)和谱宽(g~i)产品  
(自左至右各PPI的仰角分别为 $4.3^{\circ}$ 、 $5.3^{\circ}$ 和 $6.2^{\circ}$ )

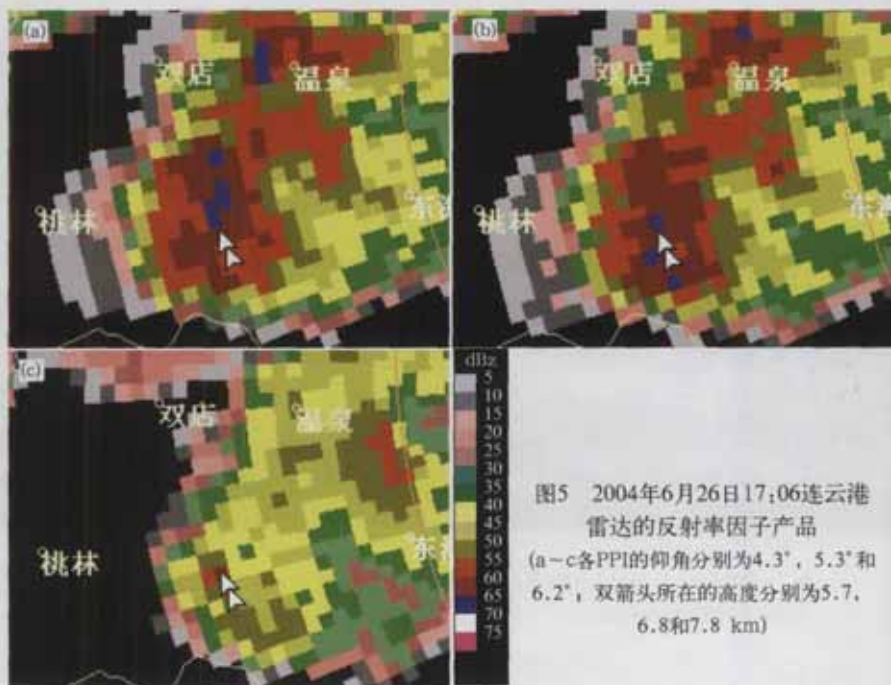


图5 2004年6月26日17:06连云港  
雷达的反射率因子产品  
(a~c各PPI的仰角分别为 $4.3^{\circ}$ 、 $5.3^{\circ}$ 和  
 $6.2^{\circ}$ ，双箭头所在的高度分别为5.7、  
6.8和7.8 km)



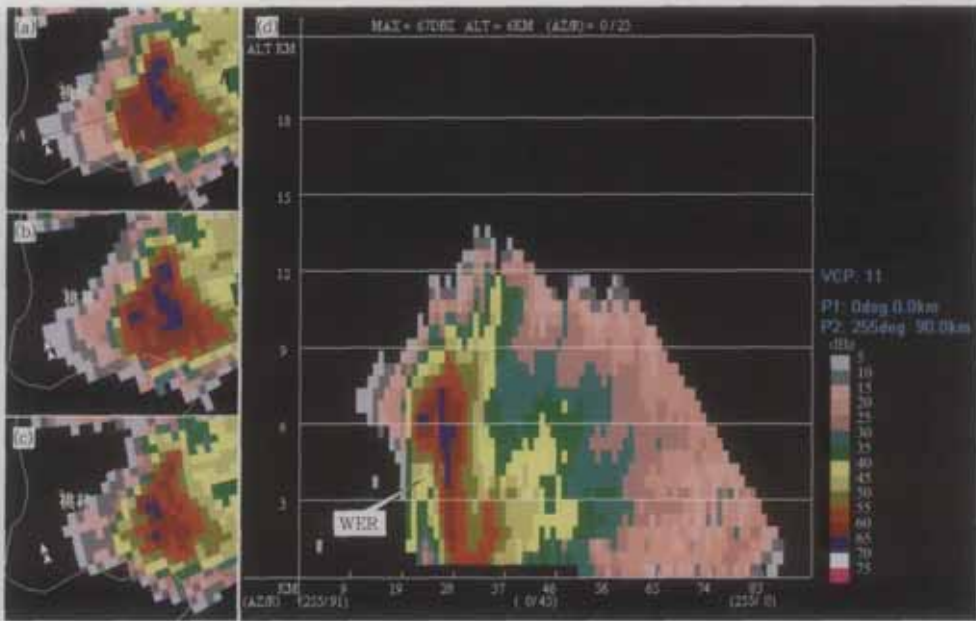


图6 2004年6月26日17:11连云港雷达的反射率因子(a-c)和沿220°径向反射率因子垂直剖面(d)产品  
(a-c各PPI的仰角分别为4.3°、5.3°和6.2°, 大于65 dBz的强核呈悬垂状,  
最大反射率因子值为67 dBz, 强核产生了三体散射和弱回波区)

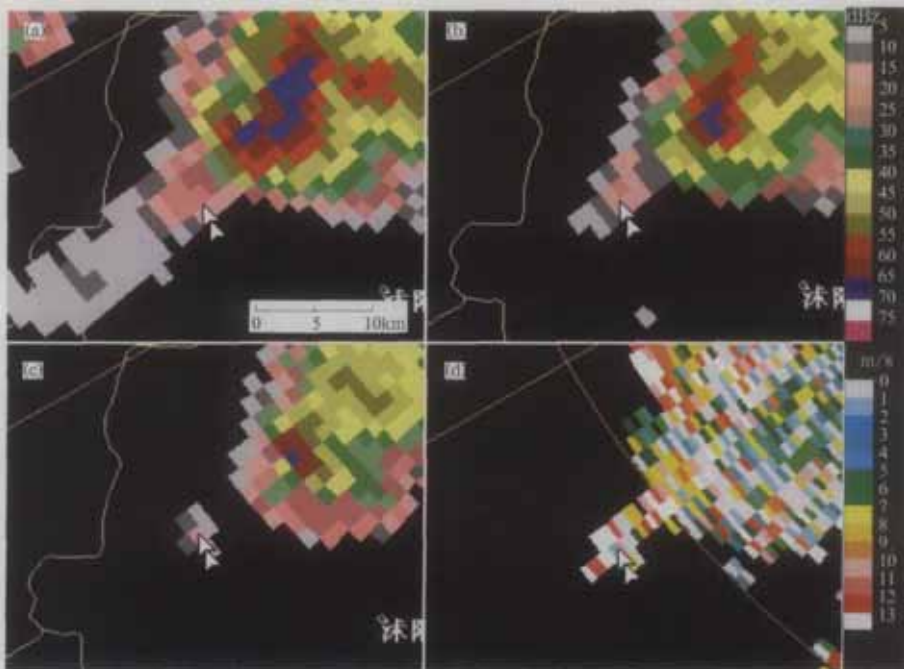


图7 2004年6月26日17:58连云港雷达的反射率因子(a-c)和谱宽(d)产品  
(a-d各PPI的仰角分别为5.3°、6.2°、7.5°和7.5°, 双箭头处为三体散射回波)

均可见三体散射现象,但延伸长度较短;6.2°仰角反射率因子产品上,强中心强度和面积急剧减小,三体散射现象消失,至17:11又迅速增加,这是大冰雹从高空开始降雪的特征。说明高层三体散射最强时,地面降雪不一定最强,当高层三体散射和强度突然减弱时,大冰雹已向地面降落。

17:11—17:19间冰雹云影响曲阳乡、种畜场和安锋镇时,事后调查有3 cm直径的降雪和10级以上的瞬时大风。彩图6中显示反射率因子超过65 dBz的强反射率因子核位于4.6~8.0 km高度上,反射率因子垂直剖面RCS(彩图6d)是以雷达站为起点并通过彩图6a中的AB作出的,悬垂回波、弱回波区(WER)和位于“+”形游标右侧的三体散射清晰可见。需注意的是,经过插值处理后,RCS上显示的高度值和PPI上略有不同。

当16:46发现位于双店的回波有增强趋势,并首次在16:52观测到中高层有明显三体散射现象后,我们立即作出了准确的临近预报。双店乡位于曲阳乡、种畜场和安锋镇上游分别为20 km、25 km和30 km处,预报分别提前了大约20、25和30 min。

彩图7为17:58的观测资料。5.3°、6.2°和7.5°仰角的反射率因子和7.5°仰角的谱宽图上均可见三体散射现象,在5.3°仰角的反射率因子图上最为突出,这次过程最大强度达69 dBz。回波延伸到距离最外的60 dBz距离库20.0 km处;4.3°仰角反射率因子产品上(图略),强度全部小于65 dBz,三体散射明显减弱;7.5°仰角反射率因子产品上,双箭头处似乎是降水回波,强度为15~18 dBz,但从谱宽图上(彩图7d)可以看出是明显的三体散射回波,之所以和冰雹云断裂,是由于它们之间小于5 dBz的回波没有被显示出来。事后了解地面仅出现直径5 mm左右的冰雹,鉴于降雪地带人口村庄密集,实况是非常可信的。18:04以后,降雪基本结束,回波继续南移,地面出现强雷雨,可以判断此时云中冰雹已不大,支持这一看法的有利证据一是地面降雪较小,二是4.3°以下仰角反射率因子产品上强度明显减弱,三是17:58以后地面降雪迅速减弱,仅出现强雷雨。

另外,仔细观察彩图4至彩图7中所有反射率因子图,在大冰雹的形成阶段(16:52)和结束阶段(17:58),也就是地面降雪较小时,超过65 dBz的强反射率因子区呈径向排列,大于60 dBz的径向长度大于切向宽度,因而长钉形状较明显;在此期间,超过65 dBz的强反射率因子区呈切向排列,大于60 dBz的

径向长度变化不大,但切向宽度变宽了,因而没有形成长钉形状,充分体现了强回波区切向长度对三体散射形状的影响。在这次过程中,地面降雪最强时,三体散射长度并不是最长,说明高空大冰雹已向地面降落。

本例中,高于7.5°的仰角上没有观测到三体散射现象。最大高度出现在17:58的7.5°仰角上,为10.3 km,由于7.5°和8.7°仰角之间有一定的高度间隙,因此最大高度出现在10.3~11.8 km,对应温度为-35~-45℃。

我们对20幅不同时间、不同仰角(不包括17:58 5.3°仰角的资料)的三体散射伸展长度进行了统计,结果见图8。从中可以看出,从变化的特征上看,径向外侧60 dBz反射率因子核的高度和实测值正相关性较好,但在量值上全部低于实测值,平均误差2.5 km,最大达5.7 km(序号19),吻合程度较差。图8在一定程度上反映了式(1)的合理性,比仅考虑径向外侧60 dBz反射率因子核高度一个因素要优越得多。

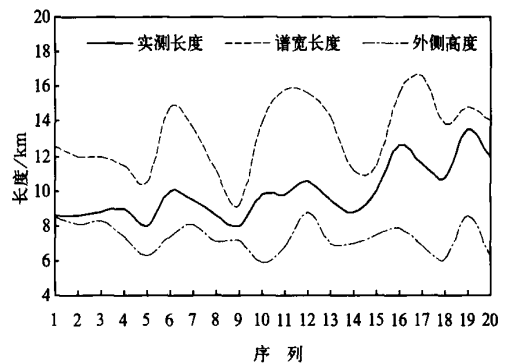


图8 2004年6月26日三体散射长度实测、60 dBz外侧高度值和谱宽长度实测值(样本数:20)

#### 4.3.2.2 平均径向速度和谱宽特征

彩图4(d~f)为16:52 4.3°、5.3°和6.2°仰角的平均径向速度图(正速度代表离开雷达,负速度朝向雷达),从中可以看出,少数距离库的径向速度值达到了-13~-16 m/s,但整体上为朝向雷达的低速度值,彩图4(g~i)为16:52 4.3°、5.3°和6.2°仰角的谱宽图,最大值达13 m/s以上。谱宽值较高,在PPI上特征明显,即使与降水回波混合也能清楚地识别,这从另一个侧面说明了三体散射的径向速度缺乏代表性。谱宽提供了有关三体散射附加的重要信息,能识别一些被降水回波掩盖的三体散射现象。

对20幅PPI上谱宽的伸展长度进行统计(图

8) 发现,全部超过基本反射率因子,和实测值相比,平均长 3.7 km,且变化的特征完全一致。

## 5 总结和讨论

本文对三体散射的多普勒天气雷达基本反射率因子的形成机制进行了分析,讨论了影响三体散射观测的主要因素,通过对 2004 年 6 月 26 日发生在连云港市境内的一次大冰雹过程三体散射特征的详细分析,发现在一定条件下,所有仰角都有可能观测到三体散射现象,其离强反射率因子区外侧的距离取决于强回波区的强度、高度和下垫面的性质,延伸长度还受强回波区径向向外侧回波长度制约,能否出现长钉取决于强回波区的径向长度同切向长度的比例。

分析表明,三体散射是由于雷达波束穿过冰雹生长区时,冰雹的侧向散射和地面反射形成的虚假回波,产生三体散射的强反射率因子区强度超过 60 dBz,考虑到数据级的限制,与 Lemon<sup>[3]</sup>等观测到的 63 dBz 基本一致;三体散射长钉回波的反射率因子值小于 18 dBz,长度通常小于 14 km,径向速度一般为朝向雷达的低值,谱宽很大,可达 13 m/s 以上;和基本反射率因子相比,平均径向速度和谱宽的伸展长度更长,长钉形状更加清晰。值得指出的是,本文仅使用了一次过程的观测资料,因此是否具有普遍性仍有必要作进一步检验。另外,相对于高度而言,本文仅定性分析了强度对三体散射伸展长度的更大作用,相关的观测研究仍需开展。

Lemon<sup>[3]</sup>在研究了若干个例后指出,在扫描一个强对流风暴过程中辨别出 TBSS 是确认将出现大雹的充分条件,三体散射出现后 10~30 min 内往往会产生最大的地面降雹和大风,我们的分析结果与文献[3]结论是基本一致的。当首次观测到三体散射时,地面已开始降雹,不过尺度较小,但此时冰雹还在云中继续增长,此时可立即预报有大冰雹将降落到下游地区,本例提前量达到了 20~30 min。在此期间,凭借先进的通讯工具和警报系统,完全可以避免或减少灾害性冰雹造成的财产损失和人员伤亡。

## 参考文献

- [1] Zrnic D S. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value. *Radio Sci*, 1987, 22: 76-86.
- [2] Wilson J W, Reum D. The flare echo: Reflectivity and velocity signature. *Atmos Ocean Technol*, 1988, 5: 197-205.
- [3] Lemon L R. The radar "three-body scatter spike": An operational large-hail signature. *Wea Forecasting*, 1998, 13: 327-340.
- [4] 胡明宝,高太长,汤达章.多普勒天气雷达资料分析与应用.北京:解放军出版社,2000:199-204.
- [5] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等.新一代天气雷达原理与应用讲义(修订本).中国气象局培训中心,2004.
- [6] 廖玉芳,俞小鼎,郭庆.一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析.应用气象学报,2003,14(6):656-662.
- [7] 冯晋勤,罗保华.一次冬季降雹的 CINRAD/SA 回波特征.气象,2004,30(5):21-23.
- [8] 王令,康玉霞,焦热光.北京地区强对流天气雷达回波特征分析.气象,2004,30(7):31-35.
- [9] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕.雷达气象学.北京:气象出版社,2001:1-33.



## Analysis on Strong Hail Storm Three-body Scattering Signature Using Doppler Weather Radar Data

Zhu Minhua<sup>1)</sup> Yu Xiaoding<sup>2)</sup> Xia Feng<sup>3)</sup> Zhou Honggen<sup>3)</sup> Wang Meng<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> (Lianyungang Meteorological Bureau, Lianyungang 222006)

<sup>2)</sup> (China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

<sup>3)</sup> (Jiangsu Meteorological Bureau, Nanjing 210008)

### Abstract

Based on the scattering characters of dry ice-ball and water-ball, the formation mechanisms of three-body scattering and the major factors determining its shape and size of strong hail-storm are discussed. A three-body scattering hail-storm case occurs on the 26th June 2004, is analyzed by means of Lianyungang S-band Doppler weather radar data, and the application of TBSS (three body scattering spike) in operational hail warnings is studied. The results show that: for dry ice-ball and water-ball, the backwards scattering ability is stronger with longer diameter. The backwards scattering ability of the large hails is much stronger than the raindrops and the small hails. Three-body scattering is caused by the hail-storm's lateral scattering of radar wave to the ground, the scattered by the ground surface to the hailstorm again, and the hailstorm scatters the radar wave back to radar. The main factors influencing the three-body scattering observation include the position and intensity of the hail-storm, radar elevation, and the characteristics of the underlying surface. The best radar elevation to observe three-body scattering are  $4.3^\circ$ ,  $5.3^\circ$  and  $6.2^\circ$ . But the three-body scattering can be observed from all radar elevations under a certain conditions. The distance between the three-body scattering and 60 dBz strong reflection region depends on the intensity of the strong reflection region, radar elevation and underlying surface characteristics. The "long spike" appearance depends on the ratio of radial length and tangential length of the strong echo region. The three-body scattering can last more than 1 hour for the base reflectivity, radial velocity and spectrum width. To produce TBSS, the intensity of reflectivity core must be larger than 60 dBz. The intensity of three-body scattering spike is less than 18 dBz, its length is usually less than 14 km, radial velocity is very low, towards the radar direction, its spectrum width can be over 13 m/s. The TBSS is clearer in spectrum width and velocity than in reflectivity maps. When the three-body scattering at the upper air is the strongest, the falling hail of the surface is not always the strongest. The large hails descend to the ground when the three-body scattering weakens suddenly. The highest altitude of the three-body scattering is at 11.8 km with the corresponding temperature of  $-45^\circ\text{C}$  in the target case. The spectrum width can show the real size of the TBSS, for TBSS has a much higher spectrum width than the real storm, while the TBSS on reflectivity or velocity maps can be partly obscured by the real storms. When the TBSS is first identified, large hail can be predicted in downstream area over 20 minutes. These results provide a new clue for forecasting the hail based on TBSS.

**Key words:** three-body scattering; Doppler weather radar; base reflectivity; large hail